Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy
OPEN ACCESS JOURNAL

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحۀ ۴۴۱ تا ۴۵۸

جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی گرانیتی شمال و شمال غرب موته، بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان؛ رویکردهای سنگ‌نگاری، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و زمین شیمی

شیما شمالی[*۱]، منصور قربانی[۱]، محمدرضا قاسمی[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۹/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۱/۲۱)

چکیده: توده‌های نفوذی مورد بررسی، در شرق و مرکز همتافت دگرگونی موته-گلپایگان، در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و کنار کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، درون آمفیبولیت‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌های نئوپروتروزوییک نفوذ کرده‌اند. توده‌ها در اثر زمین-ساخت کششی-برشی اعمال شده که منجر به تشکیل گسل‌های عادی عمقی فراوان گردیده‌اند، کاتاکلازیتی هستند و کنار پهنه گسلی، میلونیتی شده‌اند. ترکیب این توده‌ها لوکوگرانیتی است و شواهد مربوط به دگریختی در صحرا و مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. سن سنجی U-Pb زیرکن سه نمونه از رخنمون‌های تعیین سن نشده، سن تبلور آن‌ها را نئوپروتروزوییک مشخص کرد. از دیدگاه ویژگی‌های زمین شیمیایی، این سنگ‌ها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیتوییدهای آهن‌دار نوع S جای دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل توده‌های موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی پلیتی و پسامیتی دگرگونه در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *همتافت موته-گلپایگان؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ آهکی قلیایی؛ نوع S؛ کمان ماگمایی کادومین*

مقدمه

توده‌های نفوذی گرانیتوییدی شمال و شمال غرب موته، در شرق و بخش مرکزی همتافت دگرگونی موته-گلپایگان در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و کنار کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، درون سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا پایین نئوپروتروزوییک نفوذ کرده‌اند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با روند شمال شرق-جنوب غرب در مرزهای شمالی و جنوبی به گسل‌های عادی پر شیب محدود می‌شود. سنگ‌های دگرگونی این همتافت شامل انواع فیلیت، شیست، کوارتزیت، مرمر، گنیس و آمفیبولیت هستند که در بخش زیرین بیشتر از ارتوگنیس، در بخش میانی از مرمر و در بخش بالایی از شیست و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند [۱]. گرانیت‌های موته نخستین بار مشابه گرانیت دوران معرفی شدند و زمان تشکیل آن‌ها به پرکامبرین نسبت داده شده است [۲]. بر پایه سنگواره کنودونت موجود در مجموعه دگرگونی موته که میزبان گرانیت‌هاست و با در نظر گرفتن شباهت‌های زمین شیمیایی این توده‌ها با توده-های گرانیتوییدی الیگودرز، شازند، حسن رباط، بویین میاندشت، بروجرد و همدان، جایگیری این توده‌ها را به کرتاسه پسین-پالیوسن پیشین (پس از رخداد کوهزایی لارامید) نسبت داده‌اند [۳]. همچنین براساس سن‌سنجی K/Ar بر روی گرانیت موته [۴]، این سنگ‌ها بسیار جوان‌تر معرفی شده‌اند و جایگیری آن‌ها به کرتاسه پیشین-کرتاسه پسین نسبت داده شده است. سن دو نمونه لوکوگرانیتی در شمال غرب معدن روباز چاه خاتون در گستره معدن طلای موته با سن‌سنجی

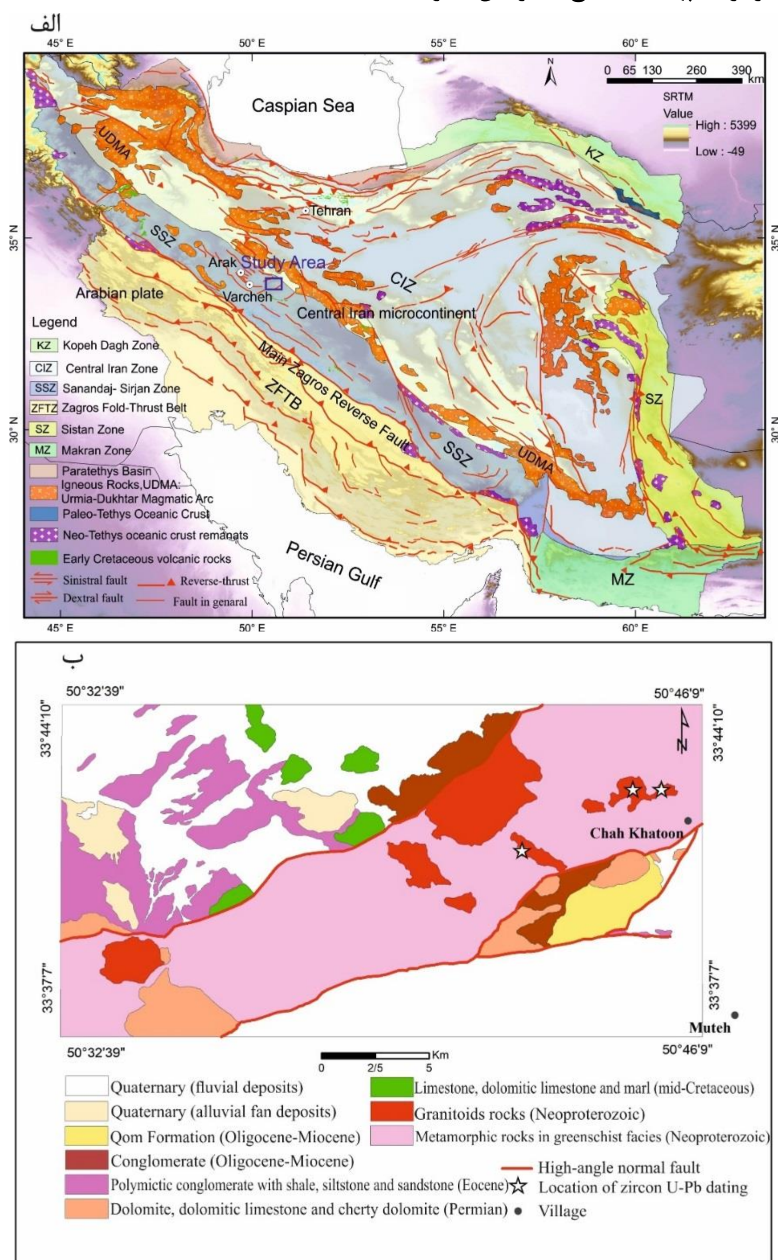
نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۳۴۲۲۵۸، پست الکترونیکی: sh.shomali.55@gmail.com

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

U-Pb زیرکن 22±578 و 25±596 میلیون سال (نئوپروتروزوییک) تعیین شده است [۵]. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶]، این گرانیت‌ها با احتمال به پالئوژن نسبت داده شده‌اند. با توجه به نظرهای مختلف در مورد سن رخنمون‌های گرانیتی موته، تعیین سن مطلق آن‌ها به منظور مشخص شدن جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها، سودمند است.

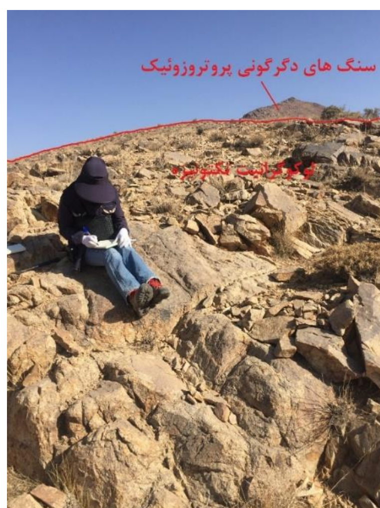
زمین‌شناسی عمومی و صحرایی

مقطع انتخابی در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان، در شمال و شمال غرب روستای موته، شمال شرق گلپایگان در استان اصفهان بین عرض‌های جغرافیایی "33°37'7 تا "33°44'10 شمالی و طول‌های جغرافیایی "50°32'39 تا "50°46'9 شرقی (شکل ۱)، به‌صورت توده‌هایی پیرامون معدن طلای موته و یک توده نیز در شمال-شمال شرق ورزنه قرار دارد. این توده‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان [۱] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶] واقع هستند.



شکل ۱ الف) موقعیت گستره مورد بررسی در نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی عمده ایران [۷] که با داده‌های ارتفاعی SRTM ۳۰ متری پوشش داده شده است. گسل‌های روی نقشه برگرفته از نقشه گسل‌های ایران [۸] هستند، ب) نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده موقعیت توده‌های نفوذی موته در بخش شرقی همتافت دگرگونی موته-گلپایگان، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶].

توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی موته که درون واحدهای دگرگونه وابسته به نئوپروتروزوییک جایگیری کرده‌اند (شکل ۲)، رنگ هوازده کرم-قهوه‌ای و گاهی سطوح سوخته دارند و رنگ تازه آن‌ها شیری-خاکستری روشن است. رخنمون این سنگ‌ها اغلب به شدت زمین ساخته است و به‌صورت خرد و شکسته شده و تنش آواری دیده می‌شوند (شکل ۳). بافت دانه‌ای دارند و به‌صورت متوسط تا درشت بلور در نمونه دستی دیده می‌شوند. رگه‌های کوارتزی این گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند و اغلب راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارند (شکل ۴). ضخامت این رگه‌ها متفاوت است و از دسی‌متر تا متر تغییر می‌کند. مرز بالایی این توده‌ها با واسطه گسل عادی پر شیب، کنگلومراها و سنگ آهک‌های وابسته به الیگومیوسن را به‌صورت ارتفاع‌ساز در کنار این توده‌ها قرار داده است. درست کنار توده‌های نفوذی موته، پهنه‌های دگرسانی گوناگونی چون پهنه‌های سیلیسی و سولفیدی ناشی از محلول‌های گرمابی تشکیل شده‌اند. به‌طور کلی، واحدهای زمین‌شناسی موجود در گستره مورد بررسی بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان به‌ترتیب سنی عبارتند از سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست سبز وابسته به نئوپروتروزوییک، توده‌های نفوذی گرانیتوییدی نفوذ کرده به درون سنگ‌های دگرگونی وابسته به نئوپروتروزوییک (Ediacaran)، سنگ‌های رسوبی وابسته به پرمین، سنگ‌های رسوبی وابسته به الیگومیوسن و واحدهای کواترنری. این گرانیت‌ها اغلب به شدت خردشده هستند و چنانکه اشاره شد، حالت تنش آواری دارند. آنها در کنار پهنه گسلی نیز حالت میلونیتی به خود گرفته‌اند (شکل‌های ۵، ۶).



شکل ۲ تصویری از رخنمون لوکوگرانیت‌های خرد و شکسته موته. در بالای تصویر رخنمون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوییک که لوکوگرانیت-های موته آن‌ها را قطع کرده‌اند دیده می‌شود (دید به‌سمت شمال تا شمال شرق).



شکل۳ تصویری از لوکوگرانیت تنش آواری در جنوب شرق جمل‌آباد (دید به‌سمت غرب).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]



شکل۴ تصویری از رگه کوارتزی با راستای شمال شرقی-جنوب غربی درون لوکوگرانیت‌های موته.



شکل ۵ تصویری از گرانیت‌های میلونیتی در کنار پهنه گسلی (که به‌صورت کنگلومرایی برشی شده دیده می‌شود)، رخنمون‌های ارتفاع‌ساز آهک‌های الیگومیوسن در بالای تصویر دیده می‌شوند (دید به‌سمت غرب).



شکل ۶ نمای نزدیک از گرانیت‌های میلونیتی‌شده، فلدسپارهای چشمی در تصویر مشخص هستند، خمیره ریزبلور نیز دیده می‌شود. در لوکوگرانیت-های موته، تورمالین‌زایی صورت نگرفته است و هم‌چنین برونبومی در آن‌ها دیده نمی‌شود. شواهد صحرایی آشکاری برای تعیین خاستگاه این گرانیت‌ها دیده نشد و باید به نتایج زمین شیمی بسنده کرد. تنها نبود کانی‌های مافیکی چون آمفیبول و پیروکسن در این سنگ‌ها تا حدی به نوع S بودن آن‌ها اشاره دارد.

روش بررسی

بر پایه بازدید صحرایی، تعداد ۲۸ نمونه سنگی از رخنمون‌های متفاوت موته برای بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری با میکروسکوپ قطبشی برداشت گردید. از بین آن‌ها، تعداد ۱۲ نمونه با دگرسانی و هوازدگی کمتر برای تجزیه‌های زمین شیمی انتخاب شدند. اکسیدهای اصلی به روش طیف‌سنجی فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مرکز تهران و عناصر جزئی و کمیاب به روش های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی(ICP-MS) و طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در آزمایشگاه زمین شیمی مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی در البرز اندازه‌گیری شدند. به منظور تعیین سن توده‌های مورد بررسی، ۳ نمونه سنگی انتخاب و برای سن‌سنجی U-Pb زیرکن به روش ICP-MS سایش لیزری به موسسه زمین شناسی انجمن علوم چک فرستاده شد.

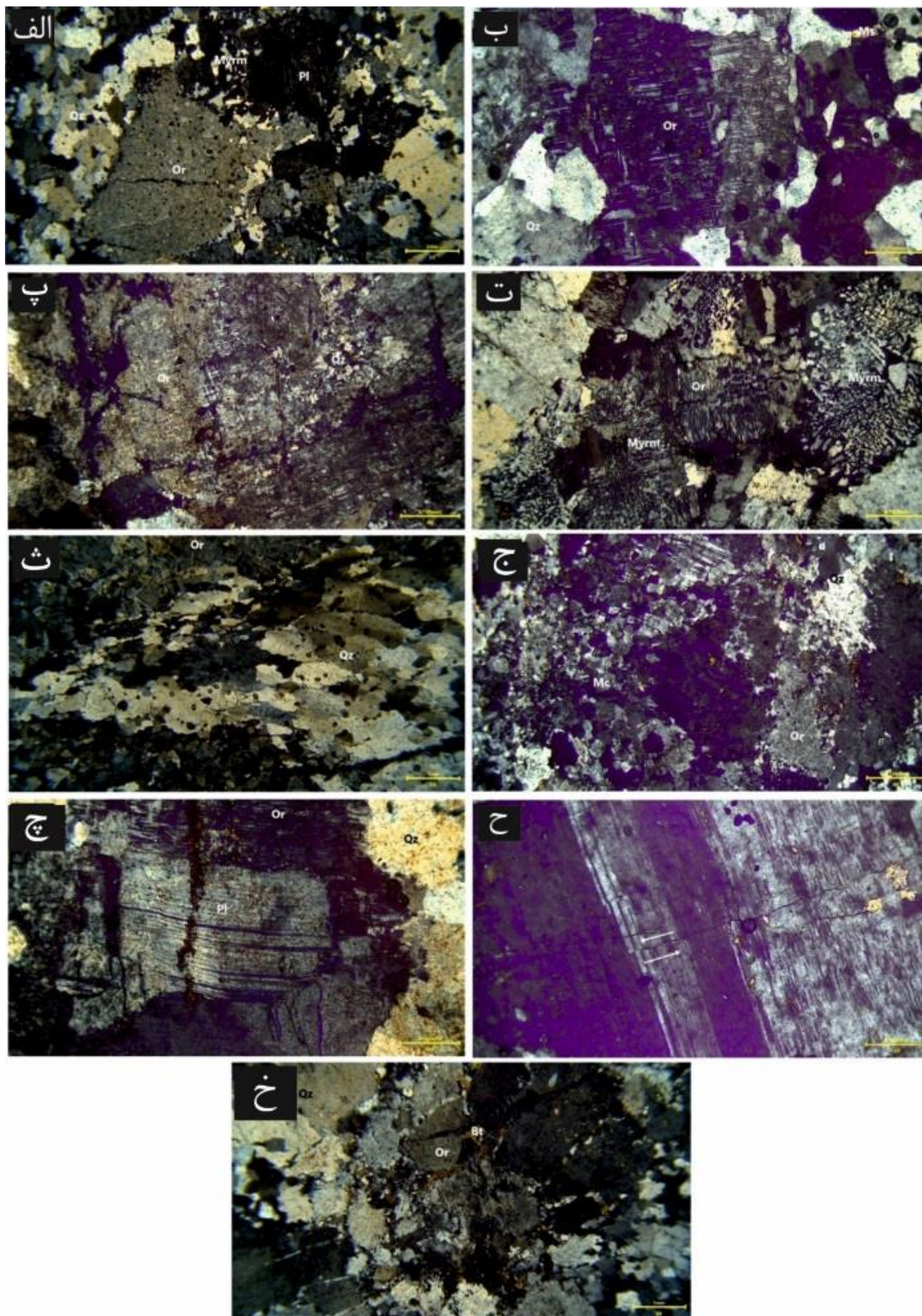
بحث و بررسی

سنگ‌نگاری

حجم عمده این توده‌ها را لوکوگرانیت‌هایی تشکیل می‌دهند که اغلب به شدت زمین ساخته و خرد شده هستند و بسیاری از این نمونه‌ها میلونیتی (ناشی از دگرگونی پویا) و تنش آواری شده‌اند. برخی از ساختارهای میکروسکوپی دیده شده در این نمونه‌ها نشان‌دهنده چند مرحله‌ای بودن حرکت‌های زمین-ساختی (فازهای مختلف کوه‌زایی) در منطقه هستند. بافت میکروسکوپی اولیه و اصلی این سنگ‌ها دانه ای بوده (اغلب به-دلیل اندازه‌های گوناگون بلورها، به‌صورت ناهمسان بلور است) و بافت ثانویه یا فرعی دیده شده در آن‌ها [۹]: نخست بافت میرمکیتی بوده که در زمان سرد شدن مذاب تشکیل شده است و تغییر ویژه‌ای در ترکیب کانی‌شناسی سنگ به‌وجود نمی‌آورد (شکل ۷ الف). بافت میرمکیتی و پرتیتی شدن بر اثر نیروهای زمین‌ساختی جهت‌دار و اعمال تنش بر سنگ‌های منطقه نیز ایجاد می‌شود [۱۰، ۱۱]. تشکیل میرمکیت از دلایل حضور مذاب طی دگرشکلی است و شکل‌گیری آن را ناشی از همیافتی با ماگمای در حال تبلور نهایی یا ماگمای آبدار می-دانند [۱۰]. بافت فرعی دیگر بافت‌های برآمده از عملکرد زمین‌ساخت (به‌دلیل تنش و فشار) مانند میلونیتی شده بوده که در این سنگ‌ها رایج هستند. کانی‌های اصلی این لوکوگرانیت‌ها کوارتز و فلدسپارها (به‌طور عمده فلدسپارهای قلیایی و به مقدار کم‌تر پلاژیوکلازها) هستند و از کانی‌های فرومنیزین تنها در برخی از نمونه‌ها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به صورت ثانویه) حضور دارند. کانی-های فرعی موجود در مقاطع این سنگ‌ها را زیرکن، تیتانیت و کانی‌های کدر تشکیل می‌دهند و کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن هستند. ویژگی‌های میکروسکوپی این کانی‌ها در نمونه‌های مورد بررسی در ادامه بیان می‌شود:

کانی‌های اصلی

فلدسپارهای قلیایی: بلورهای فلدسپار پتاسیمی از نوع ارتوکلاز و میکروکلین اغلب به‌صورت بی‌شکل در این نمونه‌ها وجود دارند که ارتوزها گاهی دوقلو بوده و میکروکلین‌ها ماکل مشبک نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها به‌دلیل قرار داشتن در پهنه برشی و در معرض نیروهای فشاری، میکروکلین‌ها ماکل مشبک خود را از دست داده و گاهی نیز مانند کوارتزها، بلورهای درشت‌تر میکروکلین با کاهش اندازه مواجه شده و به بلورهای ریزتر خرد شده‌اند. ارتوزها اغلب پرتیتی هستند. بسیاری از ارتوکلازها در این سنگ‌ها در مرکز بلور ماکل آلبیتی و در لبه، ماکل مشبک دارند که می‌تواند نشان‌دهنده بافت آنتی راپاکیوی باشد (مرکز بلور از پلاژیوکلاز سدیمی و لبه آن از فلدسپار پتاسیم یا میکروکلین دارای ماکل مشبک تشکیل شده است). وجود ماکل میکروکلین (مشبک) در بسیاری از بلورهای ارتوکلاز می‌تواند نشانگر دگرشکلی آن‌ها در حالت جامد باشد [۱۲-۱۴] (شکل ۷ ب). بلورهای ارتوکلاز در سامانه تک میل متبلور می‌شوند، اما وقتی در معرض تنش قرار می‌گیرند، سامانه بلوری آن‌ها به سه میل تغییر می‌یابد. تغییر سامانه بلوری از تک میل به سه میل سبب ایجاد ماکل‌های آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز می‌شود [۱۵]. حضور هم‌زمان دو ماکل آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز اغلب به‌صورت عمود بر هم و همراه با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل۷ پ). فلدسپارهای قلیایی در برخی نمونه‌ها تا حدی دگرسان شده و به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی چون زیرکن و تیتانیت به‌صورت میانبار در آن‌ها دیده می‌شوند. آن‌ها همچنین شکستگی‌هایی دارند که با کوارتزهای ثانویه، کلسیت، اکسیدهای آهن و گاهی فلدسپارهای نسل دوم پر شده‌اند. رشد کوارتز درون بلورهای فلدسپار بافت فرعی میرمکیتی را در بسیاری از نمونه‌ها ایجاد کرده است (شکل ۷ ت).



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از لوکوگرانیت‌های شمال و شمال غرب موته: الف) بافت ناهمسان بلور به‌عنوان بافت اصلی و بافت فرعی میرمکیتی، ب) بلور درشت ارتوکلاز پرتیتی‌شده که ماکل آلبیتی و پریکلین را هم‌زمان نشان می‌دهد، بیانگر دگرشکلی آن در حالت جامد است، پ) لبه ارتوز با ماکل مشبک و کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در فواصل بین کانی‌ها، ت) بافت میرمکیتی در لوکوگرانیت، ث) کوارتزهای با خاموشی موجی در یک پروتومیلونیت گرانیتی، ج) کوارتزهای باز تبلور یافته در مرز بین دانه‌ها و میکروکلین‌های کوچک ناشی از خردشدن بلورهای درشت آن در اثر تنش اعمال شده بر سنگ، چ) ماکل دگرشکلی همراه با آثار شکستگی ناشی از تنش وارد شده به بلور پلاژیوکلاز، ح) ماکل دگرشکلی همراه با جابه‌جایی به‌دلیل وجود میکروگسل‌ها در یک بلور پلاژیوکلاز، خ) خردشدن و شکسته‌شدن بلورها همراه با کاهش اندازه و رگچه‌های پر شده با کوارتز و فلدسپارهای نسل دوم در پروتوکاتاکلازیت گرانیتی همه تصاویر در نور قطبیده گرفته شده‌اند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

کوارتز: بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها به‌صورت بی‌شکل و اغلب با خاموشی موجی دیده می‌شوند (شکل ۷ ث) و به‌دلیل قرار داشتن این سنگ‌ها در پهنه‌های برشی، کوارتزها دچار کاهش اندازه اولیه و باز تبلور شده‌اند (شکل ۷ ج). بلورهای کوارتز اغلب به‌صورت بسبلور هستند و در نمونه‌های زمین ساخته، کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در مرزهای بین بلورهای درشت‌تر در خمیره سنگ، رشد کرده‌اند. در لوکوگرانیت‌های میلونیتی، کوارتزهای بسبلور، مرزهای دندانه دار پیدا کرده‌اند (مهاجرت مرزدانه‌ها) و به‌صورت کوارتزهای برشی دیده می‌شوند.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای سدیمی بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و کم‌تر بی‌شکل در این سنگ‌ها با فراوانی کم‌تری نسبت به فلدسپارهای پتاسیمی و کوارتز حضور دارند و اغلب از نوع الیگوکلاز هستند و ماکل چندریختی نشان می‌دهند. در نمونه‌های به شدت زمین ساخته، ماکل‌های پلاژیوکلازها دگرشکل (شکل ۷ چ) و گاهی خمیده شده‌اند. همچنین گاهی بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت خرد و شکسته شده دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازهای سدیمی درون بلورهای فلدسپار پتاسیمی قرار دارند که تقدم تشکیل پلاژیوکلازها را بر پایه سری باون نشان می‌دهد. بر اثر تنش و مهاجرت مرزدانه‌ها، لبه پلاژیوکلازها اغلب به‌صورت دندانه‌ای و کنگره‌ای در نمونه‌های زمین ساخته دیده می‌شود. همچنین گاهی شکستگی‌های بلورهای پلاژیوکلاز با جابه‌جایی همراه است که این امر نشان‌دهنده رخداد حرکت‌های تنش آوری در چند مرحله بر سنگ‌های گرانیتوییدی است (شکل ۷ ح). در مرحله نخست این حرکت‌ها، درشت‌بلورهایی چون کوارتز و میکروکلین‌ها دچار کاهش اندازه و بازتبلور شده‌اند (شکل ۷ خ). پلاژیوکلازها در برخی نمونه‌ها به سریسیت‌های ریز و کمی کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها نیز چون فلدسپارهای قلیایی آثار شکستگی نشان می‌دهند که بعضی از آن‌ها با اکسیدهای‌آهن و گاهی کوارتز پر شده‌اند.

میکاها: این کانی‌های صفحه‌ای با فراوانی بسیار کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به‌صورت ثانویه) در برخی از نمونه‌ها حضور دارند. بیوتیت‌ها دگرسانی به کلریت نشان می‌دهند و اغلب در اثر تنش اعمال شده بر سنگ، دگریخت هستند.

کانی‌های فرعی

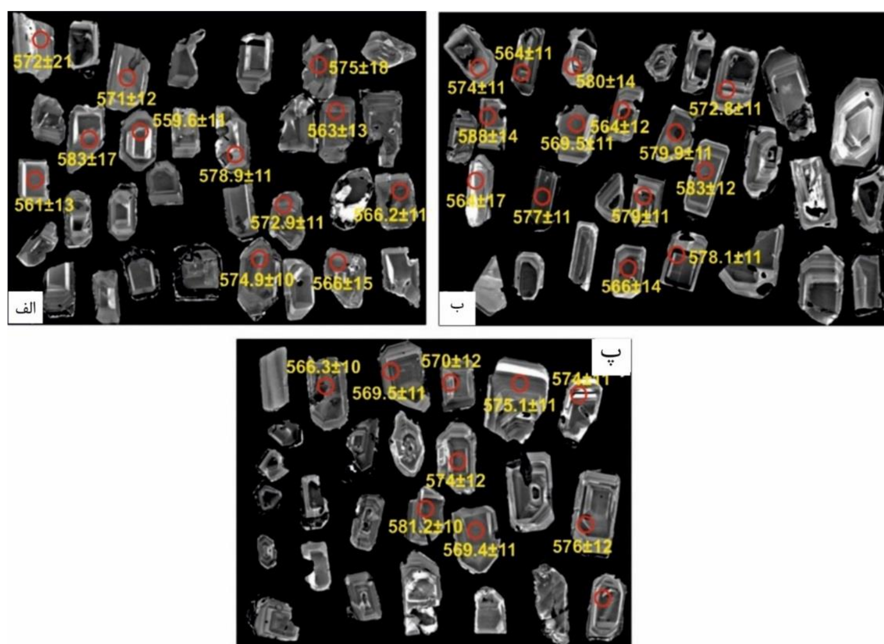
کانی‌های فرعی موجود در این نمونه‌ها زیرکن‌هایی اغلب شکل‌دار هستند و درون کانی‌های اصلی سنگ به‌صورت میانبار حضور دارند. تیتانیت نیز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کدر، اغلب بی‌شکل در این سنگ‌ها حضور دارند.

کانی‌های ثانویه

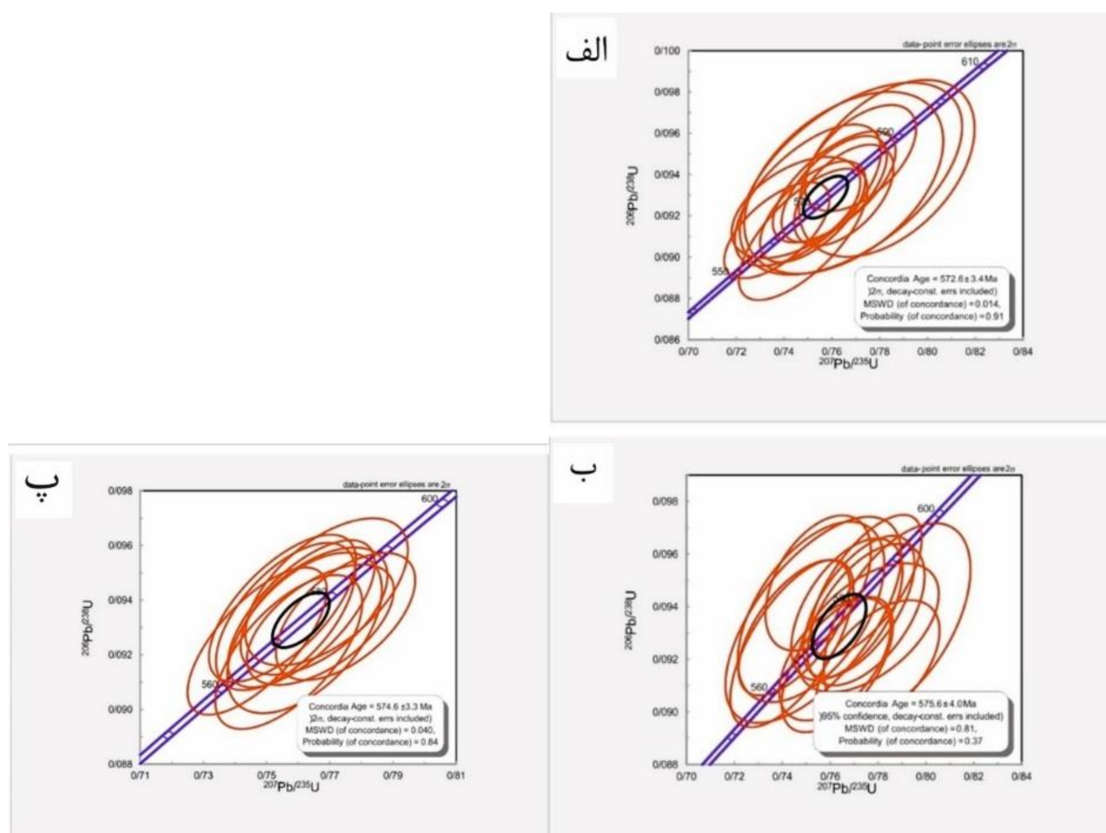
کلریت اغلب برآمده از دگرسانی بیوتیت‌ها، با فراوانی کم در سنگ‌های مورد بررسی دیده می‌شود. کانی‌های رسی و کمی سریسیت نیز از دگرسانی فلدسپارها تشکیل شده‌اند. اکسیدهای آهن اغلب رگه‌ها و شکستگی‌های موجود در سنگ‌ها را پر کرده‌اند. کمی کلسیت نیز به‌صورت پرکننده رگه‌ها وجود دارد.

سن‌سنجی نمونه‌های توده‌های گرانیتی شمال و شمال غرب موته

از آن‌جا که در مورد سن این رخنمون‌های پراکنده و ماهیت آن‌ها اختلاف نظر بسیاری وجود دارد، سه نمونه از رخنمون‌های متفاوت گرانیت‌های موته برای سن‌سنجی U-Pb زیرکن انتخاب شدند که محل آن‌ها در شکل ۱ ب با ستاره مشخص شده است. از این سه نمونه با شماره‌های Mu-7D، Mu-13D، Mu-14D تعداد ۸۷ زیرکن جدا گردید. تصاویر تابناکی دانه‌های زیرکن جدا شده در شکل ۸ آورده شده‌اند. دیده می‌شود که دانه‌های زیرکن منشوری شکل هستند و در آن‌ها منطقه‌بندی نوسانی کاملاً آشکار و گسترش یافته‌ای وجود دارد. در این دانه‌ها هیچ‌گونه میانباری از زیرکن‌های موروثی (زیرکن‌های قدیمی‌تر از این زیرکن‌ها) وجود ندارد. به‌ندرت میانبارهایی از آپاتیت درون برخی از این بلورها دیده می‌شود. نسبت Th/U در بلورهای زیرکن جدا شده از هر ۳ نمونه بیش از ۰/۱ بوده که نشان‌دهنده یک خاستگاه ماگمایی برای رشد این بلورهاست [۱۶] (جدول ۱). با در نظرگرفتن این ویژگی‌ها، نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها نشان‌دهنده زمان تبلور لوکوگرانیت‌های موته است. سن سازگار به‌دست آمده از دانه‌های زیرکن از نمونه‌های Mu-7D، Mu-13D و Mu-14D به‌ترتیب 572.6 ± 3.4 Ma (MSWD=0.014)، 575.6±4.0Ma (MSWD=0.81) و 574.6 ± 3.3 Ma (MSWD=0.040) است (شکل ۹). نزدیکی سن‌های به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که این توده‌های نفوذی همه در نئوپروتروزوییک شکل گرفته‌اند.



شکل ۸ تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های سن‌سنجی شده از نمونه‌های لوکوگرانیتی موته، الف) زیرکن‌های نمونه Mu-7D، ب) زیرکن‌های جدا شده از نمونه Mu-13D و پ) بلورهای زیرکن جدا شده از نمونه Mu-14D.



شکل ۹ نمودارهای سازوکار از داده‌های به‌دست‌آمده از سن‌سنجی با روش U-Pb زیرکن‌های سنگ‌های لوکوگرانیتی موته از الف) نمونه Mu-7D، ب) نمونه Mu-13D، پ) نمونه Mu-14D.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

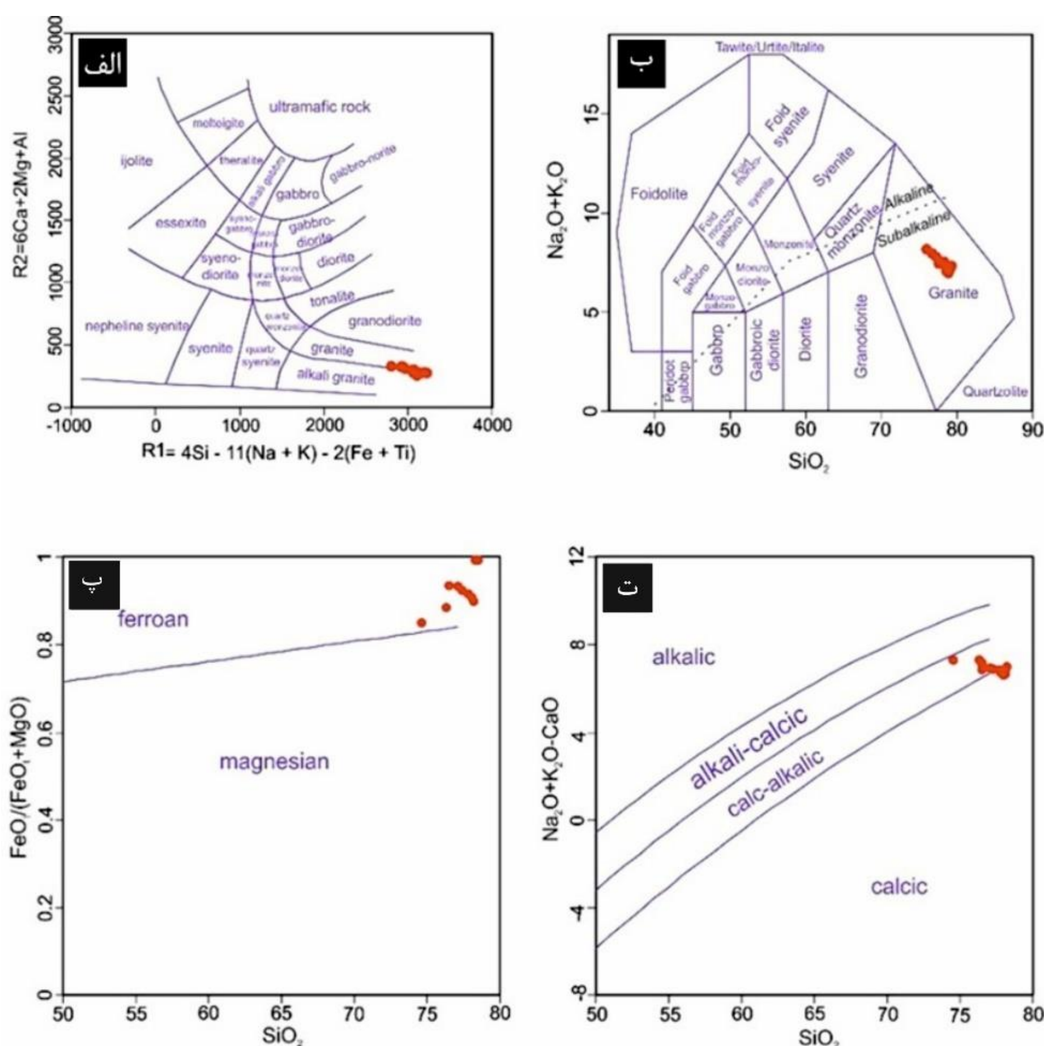
جدول ۱ نتایج تجزیه سن‌سنجی U-Pb زیرکن برای نمونه‌های توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته (Mu-14D،Mu-13D،Mu-7D) .

Name	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ age(Ma)	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ age(Ma)	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ age(Ma)	2σ
Mu-7D-1	۴۸/۴	۵۰/۸	۱۱۳/۸	۰/۴۴	-۲۳۰۰۰	۰/۷۶۸	۰/۰۳۸	۰/۰۹۳۸	۰/۰۰۳۸	۰/۰۶۰۴	۰/۰۰۲۷	۵۷۲	۲۱	۵۷۷	۲۲	۵۴۴	۹۲
Mu-7D-2	۶۹/۴	۷۲/۲	۱۶۶/۹	۰/۴۳	-۱۱۰۰۰	۰/۷۴۵	۰/۰۲۲	۰/۰۹۲۴	۰/۰۰۲	۰/۰۵۸۴	۰/۰۰۱۴	۵۶۱	۱۳	۵۶۹	۱۲	۵۰۹	۵۳
Mu-7D-3	۱۰۴/۷	۱۲۸	۲۲۳/۹	۰/۵۷	۹۱۰۰۰	۰/۷۸۳	۰/۰۳	۰/۰۹۴۳	۰/۰۰۳۵	۰/۰۶۱۴	۰/۰۰۲۳	۵۸۳	۱۷	۵۸۰	۲۰	۵۹۲	۸۰
Mu-7D-4	۱۲۴/۲	۱۴۰/۸	۲۷۶/۶	۰/۵۰	۳۴۰۰۰	۰/۷۳۷	۰/۰۱۸	۰/۰۹۱۳	۰/۰۰۱۹	۰/۰۵۸۷	۰/۰۰۱۱	۵۵۹/۶	۱۱	۵۶۳	۱۱	۵۳۰	۴۱
Mu-7D-5	۸۷/۲	۹۵/۳	۱۸۳/۳	۰/۵۱	-۲۸۰۰۰	۰/۷۶۱	۰/۰۲۱	۰/۰۹۳۴	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۲	۰/۰۰۱۲	۵۷۱	۱۲	۵۷۵	۱۳	۵۴۰	۴۶
Mu-7D-6	۸۹/۱	۹۷/۵	۲۳۴/۳	۰/۴۱	۳۳۰۰۰	۰/۷۷۲	۰/۰۱۹	۰/۰۹۴۸	۰/۰۰۲۱	۰/۰۵۹۵	۰/۰۰۱۳	۵۷۸/۹	۱۱	۵۸۳	۱۲	۵۴۷	۴۷
Mu-7D-7	۱۷۵/۱	۱۹۱/۴	۳۵۷/۵	۰/۵۳	۲۹۰۰۰۰	۰/۷۶۱	۰/۰۱۸	۰/۰۹۳۳	۰/۰۰۲۱	۰/۰۵۹۶	۰/۰۰۱۱	۵۷۲/۹	۱۱	۵۷۴	۱۲	۵۵۷	۴۲
Mu-7D-8	۱۹۴	۲۱۲/۸	۳۷۳/۲	۰/۵۷	۲۱۰۰۰۰	۰/۷۶۵	۰/۰۱۷	۰/۰۹۳	۰/۰۰۲	۰/۰۶۰۱	۰/۰۰۱۲	۵۷۴/۹	۱۰	۵۷۳	۱۲	۵۶۷	۴۵
Mu-7D-9	۲۰۷/۸	۲۲۴/۹	۴۱۷/۱	۰/۵۳	۶۰۰۰۰۰	۰/۷۵	۰/۰۲۵	۰/۰۹۳	۰/۰۰۲۸	۰/۰۵۹۱	۰/۰۰۱۵	۵۶۶	۱۵	۵۷۳	۱۶	۵۵۰	۵۷
Mu-7D-10	۲۹۳/۴	۳۲۱/۱	۵۱۲	۰/۶۲	۹۰۰۰۰۰	۰/۷۵۲	۰/۰۱۸	۰/۰۹۲۲	۰/۰۰۲	۰/۰۵۹۶	۰/۰۰۱۱	۵۶۶/۲	۱۱	۵۶۸	۱۲	۵۶۳	۴۱
Mu-7D-11	۲۴۵/۵	۲۷۴/۳	۴۷۶	۰/۵۷	-۶۰۰۰۰۰	۰/۷۴۸	۰/۰۲۲	۰/۰۹۱۱	۰/۰۰۲۶	۰/۰۵۹۸	۰/۰۰۱۳	۵۶۳	۱۳	۵۶۳	۱۵	۵۵۹	۴۹
Mu-7D-12	۱۸۶/۴	۲۰۰/۴	۵۲۲	۰/۳۸	۱۰۰۰۰۰	۰/۷۶۵	۰/۰۳۴	۰/۰۹۳۶	۰/۰۰۳۶	۰/۰۶۰۲	۰/۰۰۲۳	۵۷۵	۱۸	۵۷۶	۲۱	۵۶۰	۷۴
Mu-13D-1	۱۲۰	۱۳۷/۷	۲۹۰	۰/۴۷	۵۶۰۰۰	۰/۷۶۲	۰/۰۱۹	۰/۰۹۲	۰/۰۰۱۹	۰/۰۶۰۴	۰/۰۰۱۲	۵۷۴	۱۱	۵۶۷	۱۱	۵۸۸	۴۵
Mu-13D-2	۲۱۸/۳	۲۴۷/۵	۴۷۲	۰/۵۲	۳۲۰۰۰	۰/۷۴۵	۰/۰۱۹	۰/۰۹۳۲	۰/۰۰۲۱	۰/۰۵۸۴	۰/۰۰۱۲	۵۶۴	۱۱	۵۷۴	۱۳	۵۱۷	۴۴
Mu-13D-3	۱۱۱/۹	۱۱۹/۵	۱۷۳/۱	۰/۶۹	۷۰۰۰۰	۰/۷۷۶	۰/۰۲۴	۰/۰۹۳۲	۰/۰۰۲	۰/۰۶۰۶	۰/۰۰۱۶	۵۸۰	۱۴	۵۷۴	۱۲	۵۸۴	۵۸
Mu-13D-4	۱۸۵/۸	۲۰۴/۸	۴۱۲	۰/۴۹	۴۰۰۰۰۰	۰/۷۴۴	۰/۰۲۱	۰/۰۹۲۶	۰/۰۰۲۶	۰/۰۵۸۳	۰/۰۰۱۳	۵۶۴	۱۲	۵۷۰	۱۵	۵۲۱	۴۹
Mu-13D-5	۱۴۵/۸	۱۶۰/۸	۲۹۲/۶	۰/۵۴	۴۰۰۰۰۰	۰/۷۵۵	۰/۰۱۸	۰/۰۹۴۹	۰/۰۰۲۱	۰/۰۵۸۳	۰/۰۰۱۳	۵۶۹/۵	۱۱	۵۸۴	۱۲	۵۰۶	۴۷
Mu-13D-6	۱۴۵/۵	۱۶۵/۱	۳۰۹	۰/۵۳	۳۷۰۰۰۰	۰/۷۶۳	۰/۰۱۹	۰/۰۹۱۸	۰/۰۰۲۱	۰/۰۶۰۵	۰/۰۰۱۲	۵۷۲/۸	۱۱	۵۶۵	۱۲	۵۹۱	۴۳
Mu-13D-7	۲۰۷/۵	۲۳۶/۲	۴۳۶/۲	۰/۵۴	۳۲۰۰۰۰	۰/۷۷۵	۰/۰۱۹	۰/۰۹۴۸	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۸	۰/۰۰۱۱	۵۷۹/۹	۱۱	۵۸۳	۱۳	۵۶۵	۴۰
Mu-13D-8	۸۳/۹	۹۲/۶	۲۰۴/۸	۰/۴۵	۱۴۶۰۰۰	۰/۷۸	۰/۰۲۱	۰/۰۹۱۸	۰/۰۰۲	۰/۰۶۱۶	۰/۰۰۱۴	۵۸۳	۱۲	۵۶۶	۱۲	۶۲۵	۵۲
Mu-13D-9	۲۰۱/۶	۲۱۹/۸	۴۲۴/۲	۰/۵۱	۴۶۰۰۰	۰/۷۷۵	۰/۰۲	۰/۰۹۳۷	۰/۰۰۲۲	۰/۰۶	۰/۰۰۱۳	۵۷۹	۱۱	۵۷۷	۱۳	۵۷۳	۴۷
Mu-13D-10	۲۷۵/۱	۳۰۰/۳	۴۸۹/۳	0/61	۹۶۰۰۰	۰/۷۷۲	۰/۰۱۹	۰/۰۹۴	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۵	۰/۰۰۱۱	۵۷۸/۱	۱۱	۵۷۸	۱۳	۵۶۱	۴۲
Mu-13D-11	۴۰۰	۴۱۹	۶۴۲	۰/۶۵	۴۱۰۰۰۰	۰/۷۵۲	۰/۰۲۵	۰/۰۹۳۸	۰/۰۰۲۸	۰/۰۵۹۱	۰/۰۰۱۸	۵۶۶	۱۴	۵۷۷	۱۷	۵۲۰	۶۴
Mu-13D-12	۲۱۲/۴	۲۲۴/۸	۴۶۵	۰/۴۸	۳۱۰۰۰۰	۰/۷۶۷	۰/۰۱۹	۰/۰۹۳۹	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۲	۰/۰۰۱۲	۵۷۷	۱۱	۵۷۸	۱۳	۵۴۸	۴۶
Mu-13D-13	۳۹/۴	۴۱/۴	۱۰۳	۰/۴۰	۸۳۰۰۰	۰/۷۵۳	۰/۰۳	۰/۰۹۳۵	۰/۰۰۳۲	۰/۰۵۸۶	۰/۰۰۱۹	۵۶۴	۱۷	۵۷۵	۱۹	۵۰۰	۷۰
Mu-13D-14	۲۰۹/۴	۲۲۴/۶	۴۱۰/۲	۰/۵۴	۵۸۰۰۰۰	۰/۷۸۸	۰/۰۲۵	۰/۰۹۳۵	۰/۰۰۳	۰/۰۶۱۸	۰/۰۰۱۸	۵۸۸	۱۴	۵۷۶	۱۸	۶۵۶	۵۹
Mu-14D-1	۹۳/۱	۱۰۴/۶	۲۳۱/۱	۰/۴۵	-۵۰۰۰۰	۰/۷۶۷	۰/۰۱۹	۰/۰۹۳۱	۰/۰۰۱۸	۰/۰۶	۰/۰۰۱۲	۵۷۵/۱	۱۱	۵۷۴	۱۱	۵۶۴	۴۴
Mu-14D-2	۱۱۳/۵	۱۲۹/۶	۱۹۳/۱	۰/۶۷	-۶۰۰۰۰	۰/۷۶۵	۰/۰۱۹	۰/۰۹۳۶	۰/۰۰۱۹	۰/۰۵۹۴	۰/۰۰۱۳	۵۷۴	۱۱	۵۷۶	۱۱	۵۴۲	۴۶
Mu-14D-3	۱۳۵/۹	۱۴۹/۶	۳۴۴/۷	۰/۴۳	-۹۰۰۰۰	۰/۷۵۵	۰/۰۱۹	۰/۰۹۳۷	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۸۶	۰/۰۰۱۲	۵۷۰	۱۲	۵۷۹	۱۳	۵۲۶	۴۳
Mu-14D-4	۲۶۰/۲	۲۸۵/۴	۴۷۸	۰/۵۹	-۴۴۰۰۰	۰/۷۵۶	۰/۰۱۸	۰/۰۹۳۴	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۱	۰/۰۰۱۲	۵۶۹/۵	۱۱	۵۷۵	۱۳	۵۴۲	۴۵
Mu-14D-5	۲۴۶/۷	۲۷۳/۱	۵۰۸	۰/۵۳	-۱۸۹۰۰۰	۰/۷۴۷	۰/۰۱۸	۰/۰۹۲۵	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۸۹	۰/۰۰۱	۵۶۶/۳	۱۰	۵۷۰	۱۳	۵۳۶	۴۰
Mu-14D-6	۱۵۷/۵	۱۷۶/۳	۳۵۸/۱	۰/۴۹	-۱۸۰۰۰۰	۰/۷۶۹	۰/۰۲۱	۰/۰۹۴۳	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۴	۰/۰۰۱۳	۵۷۶	۱۲	۵۸۰	۱۳	۵۵۴	۴۸
Mu-14D-7	۲۶۴/۶	۲۹۲/۸	۳۸۹/۹	۰/۷۵	۱۶۰۰۰	۰/۷۶۲	۰/۰۲	۰/۰۹۲۸	۰/۰۰۲۴	۰/۰۵۹۸	۰/۰۰۱۴	۵۷۳	۱۱	۵۷۱	۱۴	۵۶۵	۵۱
Mu-14D-8	۱۸۵/۵	۲۰۸/۱	۳۶۱/۶	۰/۵۷	۲۸۰۰۰۰	۰/۷۶۱	۰/۰۱۹	۰/۰۹۳۵	۰/۰۰۲۲	۰/۰۵۹۲	۰/۰۰۱۱	۵۷۴	۱۲	۵۷۵	۱۳	۵۶۰	۳۹
Mu-14D-9	۲۲۶/۵	۲۵۵/۷	۴۲۸/۹	۰/۵۹	۹۵۰۰۰	۰/۷۷۵	۰/۰۱۸	۰/۰۹۳۴	۰/۰۰۱۹	۰/۰۶۰۳	۰/۰۰۱۱	۵۸۱/۲	۱۰	۵۷۵	۱۱	۵۹۳	۴۰
Mu-14D-10	۲۱۶/۲	۲۳۵/۳	۴۱۳/۱	۰/۵۶	-۲۰۰۰۰	۰/۷۵۷	۰/۰۱۹	۰/۰۹۲۱	۰/۰۰۲۳	۰/۰۶۰۲	۰/۰۰۱۲	۵۶۹/۴	۱۱	۵۶۷	۱۴	۵۸۰	۴۳

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

زمین شیمی عناصر سنگ کل نمونه‌های توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته

از تعداد ۲۸ نمونه سنگی برداشته شده از توده‌های نفوذی گرانیتی در همتافت موته-گلپایگان، ۱۲ نمونه به‌نسبت سالم جدا و تجزیه زمین شیمیایی شدند که نتایج آن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. مقدار SiO_2 این سنگ‌ها از ۷۴٫۶ تا ۷۸٫۳ درصد وزنی در تغییر است. مقدار قلیایی‌های این نمونه‌ها از ۲٫۱ تا ۳٫۳ درصد وزنی برای Na_2O و از ۳٫۹ تا ۵٫۹ درصد وزنی برای K_2O تغییر می‌نماید. مجموع قلیایی‌ها در این گرانیت‌ها بالا و از ۶ تا ۹٫۲ بوده، در حالی که CaO این نمونه‌ها پایین (کم‌تر از ۱٫۸) است. برپایه نتایج زمین شیمیایی و نمودار R1-R2 [۱۷]، سنگ‌های گرانیتوییدی موته در گستره گرانیت متمایل به گرانیت قلیایی جای دارند که همخوانی خوبی با نتایج سنگ‌نگاری دارند (شکل ۱۰ الف). همچنین بر پایه نمودار مرجع [۱۸]، این سنگ‌ها با ترکیب گرانیت در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۱۰ ب). گرانیت‌های مورد بررسی از نوع آهن‌دار بوده [۱۹] و بیشتر آهکی قلیایی هستند [۲۰] (شکل‌های ۱۰ پ و ت).



شکل ۱۰ توزیع نمونه‌های گرانیتی موته بر نمودارهای تفکیک کننده کلاسیک: الف و ب) نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها بر پایه پارامترهای R1 و R2 [۱۷] که براساس آن، نمونه‌ها در گستره گرانیت متمایل به گرانیت قلیایی جای دارند و بر پایه Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۱۸] که براساس آن، نمونه‌ها با ترکیب گرانیتی در گستره نیمه قلیایی هستند، پ) نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ نسبت به SiO_2 [۱۹] که در آن گرانیت‌ها در گستره آهن‌دار قرار دارند، ت) نمودار Na_2O+K_2O-CaO نسبت به SiO_2 [۱۹]، که براساس آن، نمونه‌های گرانیتی اغلب در گستره آهکی قلیایی واقع هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های موته. اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی، عناصر جزئی و کمیاب برحسب µg/g.

Samples	Mu-5	Mu-6	Mu-7	Mu-8	Mu-9	Mu-11	Mu-13	Mu-14	Mu-22	Mu-23	Mu-24	Mu-27
SiO_2	۷۶/۵	۷۶/۳	۷۶/۶	۷۷/۱	۷۷/۸	۷۸/۳	۷۸/۲	۷۴/۶	۷۸	۷۷/۹	۷۸/۱	۷۷/۴
Al_2O_3	۱۲/۵	۱۲/۶	۱۲/۳	۱۱/۷	۱۲	۱۲/۱	۱۲/۶	۱۲/۵	۱۲/۳	۱۲/۴	۱۲/۵	۱۲/۲
FeO_t	۱/۴۴	۱/۵۳	۱/۴۴	۱/۳۵	۱/۰۸	۰/۸۱	۰/۹۰	۱/۷۱	۰/۹۹	۱/۰۸	۰/۹۰	۱/۱۷
Fe_2O_{3t}	۱/۶	۱/۷	۱/۶	۱/۵	۱/۲	۰/۹	۱/۰	۱/۹	۱/۱	۱/۲	۱/۰	۱/۳
MnO	۰/۰	۰/۰	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
MgO	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
CaO	۰/۵۶	۰/۶۰	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۳۶	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۶۶	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۴۰
Na_2O	۲/۴	۲/۳	۲/۴	۲/۵	۲/۷	۳/۳	۳/۱	۲/۱	۲/۸	۲/۷	۲/۹	۲/۶
K_2O	۵/۳	۵/۶	۵/۰	۴/۹	۴/۵	۳/۹	۴/۰	۵/۹	۴/۱	۴/۳	۴/۰	۴/۷
TiO_2	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۵
P_2O_5	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶	۰/۰۱۸	۰/۰۲۰	۰/۰۲۵	۰/۰۲۷	۰/۰۲۷	۰/۰۱۱	۰/۰۲۶	۰/۰۲۵	۰/۰۲۶	۰/۰۲۳
L.O.I. مواد فرار	۰/۸۶	۰/۵۰	۱/۲۰	۱/۵	۱/۰۷	۱/۰۷	۰/۵	۱/۸	۱/۰۷	۰/۸۳	۱	۱/۰۲
V	<۵	۶	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۷	<۵	<۵	<۵	<۵
Ba	۲۴۹/۳	۱۶۴	۲۷۸	۳۰۶	۳۵۷/۱	۷۲۱	۵۹۷	۲۰۲/۷	۳۹۱	۴۰۲	۴۸۵	۳۲۶
Sr	۴۰/۹۰	۳۸/۴۰	۴۱/۶۰	۴۳/۷۰	۴۸/۰۰	۶۳/۵۰	۵۸/۴۰	۲۶/۷۰	۵۲/۱۰	۴۸/۴۰	۵۵/۶۰	۴۵/۷۰
Y	۲۱/۸	۲۹/۱	۴۲/۰	۱۹/۳	۳۱/۲	۳۹/۸	۲۶/۹	۴۴/۳	۲۴/۳	۳۴/۹	۳۷/۶	۴۶/۱
Zr	۹۰	۸۵	۹۶	۹۹	۱۱۰	۱۳۳	۱۳۰	۷۱	۱۲۵	۱۲۱	۱۲۸	۱۰۶
Cr	۴۷	۴۸	۴۵/۴	۴۳/۶	۴۰/۷	۲۷	۳۱	۵۰	۳۵	۳۸/۹	۳۴	۴۳
Co	۱	۲	۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۲	<۱	<۱	<۱	<۱
Ni	۳/۶	۳/۴	۴	۴/۳	۴/۶	۶	۵/۴	۳	۵	۴/۸	۵/۱	۴/۶
Cu	۳/۴	۳/۶	۳/۴	۳/۱	۲/۷	۱/۳	۱/۷	۴	۲/۵	۲/۵	۲/۲	۳
Zn	۱۴	۱۵	۱۳	۱۰	۶	<۲	<۲	۱۷	۳	۴	۲	۸
Ga	۹/۵	۱۰/۷	۱۲/۶	۹/۱	۱۱/۱	۱۲/۴	۱۰/۳	۱۳/۱	۱۰	۱۱/۵	۱۲	۱۳/۹
Rb	۱۸۵/۴	۱۷۳/۳	۱۹۲	۲۱۰	۲۲۹	۱۵۵	۱۶۱	۱۶۵/۳	۲۴۹	۲۳۴	۲۶۹/۳	۲۲۱/۳
Nb	۶/۷	۵/۴	۷/۵	۸/۱	۹/۶	۱۳/۵	۱۳/۱	۳/۱	۱۱/۴	۱۰/۵	۱۲/۳	۸/۹
Cs	۱/۰۷	۱/۲۶	۱/۶۵	۰/۹۱	۱/۳۴	۱/۵۱	۱/۱۷	۱/۷۸	۱/۱۱	۱/۴۲	۱/۴۶	۲/۱۳
La	۱۵/۸	۲۷/۴	۴۱/۲	۱۳/۶	۳۱/۷	۳۸/۶	۲۳/۶	۴۶/۳	۱۹/۹	۳۵/۲	۳۷	۵۱/۵
Ce	۳۹/۵	۵۹/۸	۹۱/۳	۳۱/۷	۶۵/۲	۸۵/۴	۵۱	۹۷/۸	۴۶/۵	۷۱/۷	۷۹/۹	۱۱۰/۱
Pr	۵/۰۲	۸/۲۶	۱۳/۰۶	۴/۱۲	۱۰/۰۳	۱۲/۹	۷/۱۲	۱۴/۰۱	۶/۳۵	۱۱/۰۱	۱۲/۲۶	۱۴/۳۵
Nd	۱۷/۷	۲۴/۱	۴۳/۲	۱۴/۹	۲۷/۶	۳۸/۸	۲۱/۹	۴۷/۸	۱۹/۵	۳۱/۸	۳۳/۷	۵۱/۹
Sm	۴/۵	۷/۲	۹/۹	۳/۳	۷/۶	۹/۵	۵/۷	۱۰/۴	۵/۱	۸/۹	۹/۲	۱۱/۷
Eu	۰/۳۹	۰/۴۷	۰/۶۱	۰/۳۴	۰/۵۰	۰/۶۶	۰/۴۱	۰/۷۷	۰/۴۱	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۸۰
Gd	۴/۸۱	۶/۵۰	۷/۰۸	۴/۴۵	۶/۸	۷/۰۳	۵/۲۹	۷/۳	۴/۹۵	۶/۹۰	۶/۹۹	۸/۹۸
Tb	۰/۶۵	۰/۸۴	۱/۱۴	۰/۵۹	۰/۹۰	۱/۱۲	۰/۷۷	۱/۲۰	۰/۷۱	۰/۹۷	۱/۰۹	۱/۲۵
Dy	۴/۴۶	۵/۸۳	۷/۶۵	۳/۹۱	۶/۱۰	۷/۶۱	۵/۵۹	۷/۸۷	۵/۰۹	۶/۶۴	۷/۴۹	۷/۹۵
Ho	۰/۷۹	۰/۹۸	۱/۳۴	۰/۷۱	۱/۰۶	۱/۲۴	۰/۹۱	۱/۴۲	۰/۸۶	۱/۱۲	۱/۲۱	۱/۵۴
Er	۲/۳۶	۳/۱۱	۴/۱۸	۲/۱۱	۳/۴۲	۴/۱۳	۳/۰۳	۴/۲۹	۲/۶۷	۳/۸۴	۴/۰۲	۴/۳۴
Tm	۰/۳۸	۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۳۳	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۴۸	۰/۶۵	۰/۴۲	۰/۵۲	۰/۵۶	۰/۷۰
Yb	۲/۳۴	۳/۲۰	۴/۳۰	۲/۲۰	۳/۶۲	۴/۱۵	۲/۹۹	۴/۳۳	۲/۶۶	۳/۸۱	۴/۰۲	۴/۳۶
Lu	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۵۱	۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۴۸	۰/۳۷	۰/۵۳	۰/۳۶	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۵۷
Hf	۴/۶۰	۴/۵۰	۴/۷۰	۴/۸۵	۵/۲۰	۵/۹۰	۵/۷۰	۳/۹۰	۵/۵۰	۵/۳۰	۵/۶۰	۵/۰۰
Ta	۱/۳۰	۱/۲۰	۱/۴۰	۱/۴۰	۱/۵۰	۱/۸۰	۱/۷۰	۱/۰۰	۱/۶۰	۱/۶۰	۱/۷۰	۱/۵۰
Th	۹/۹۵	۸/۲۰	۱۰/۲۷	۱۱/۲۰	۱۲/۶۰	۱۶/۵۰	۱۵/۶۰	۶/۱۰	۱۳/۹۰	۱۳/۴۰	۱۴/۸۰	۱۱/۸۳
U	۳/۶	۳/۵	۳/۶	۳/۷	۳/۸	۴/۱	۴/۱	۳/۳	۳/۹	۳/۹	۴	۳/۸

از نظر شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیوم [۲۰]، این گرانیت ها در گستره پرآلومین قرار دارند (شکل ۱۱ الف). در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۱]، افزون بر تفکیک سری‌های گوناگون ماگمایی (تولئیتی، آهکی قلیایی و شوشونیتی)، نمونه ها از نظر سدیمی و پتاسیمی بودن نیز از هم جدا می‌گردند. بر این اساس، همه سنگ‌های گرانیتی موته در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۱ ب).

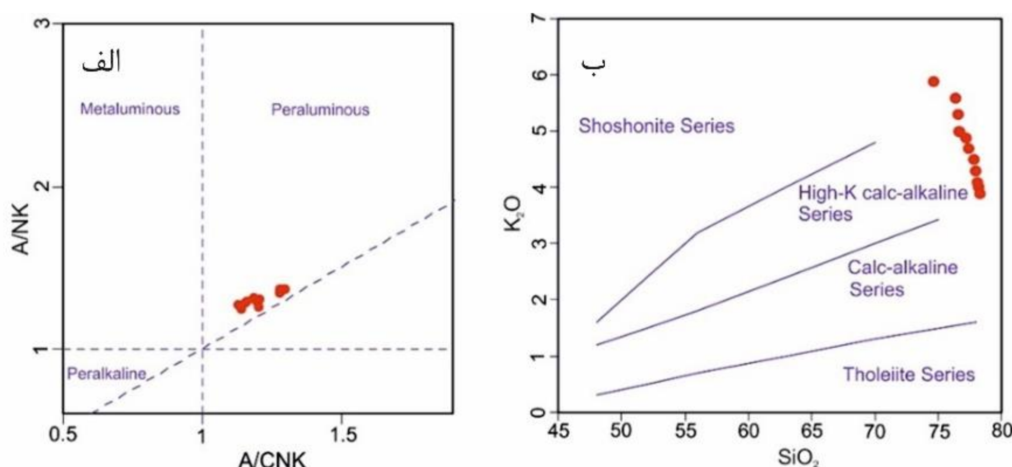
در شکل ۱۲، نمونه‌های گرانیتی موته نسبت به کندریت [۲۲] بهنجار شده‌اند. عناصر خاکی نادر سبک LREE؛ (La, Ce, Pr, Nd) تا حدی نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین، غنی‌شدگی مختصری نشان می‌دهند (La_N/Yb_N=4.43-8.47). عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) الگوهای یکنواخت و خطی نشان می‌دهند. غنی-شدگی مختصر LREEها نسبت به HREEها و الگوی تخت و

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

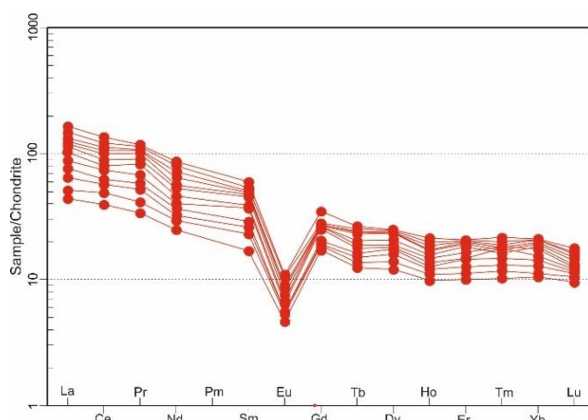
مسطح HREEها می‌تواند نشان‌دهنده نبود گارنت در خاستگاه باشد. در این نمودار بی‌هنجاری منفی در Eu وجود دارد و چنان که در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳) دیده می‌شود، Sr نیز در نمونه‌های موته بی-هنجاری منفی داشته که بی‌هنجاری‌های منفی این دو عنصر با جدایش فلدسپارها بویژه پلاژیوکلازها ارتباط دارد [۲۳]. همچنین ممکن است که خاستگاه و منبع تولید این مذاب‌های گرانیتی از عنصر Eu تهی بوده باشد [۲۴].

در نمودار چند عنصری نمونه‌های گرانیتی مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۲] (شکل ۱۳)، عناصری چون Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti بی‌هنجاری منفی و عناصر Rb, Th, U, K, Pb بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Ti مربوط به جدایش فازهای دربردارنده این عنصر چون تیتانیت و بی‌هنجاری منفی Ba نیز می‌تواند در ارتباط با حضور بیوتیت یا فلدسپار در منبع ذوب باشد. بی‌هنجاری منفی Sr و Eu با جدایش پلاژیوکلازها در ارتباط است و با جدایش آپاتیت، مقدار P کاهش می‌یابد. در مقابل، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) همراه با تهی‌شدگی عناصر Nb و Ti از مشخصه‌های پوسته قاره‌ای است [۲۵، ۲۶] که می‌تواند نشانگر آلایش پوسته‌ای و یا ذوب دوباره آن در تولید مذاب‌های گرانیتوییدی باشد [۲۷].

با در نظر گرفتن دو نمودار ۱۲ و ۱۳، نمونه‌های گرانیتی موته یک غنی‌شدگی نسبی از LREEها و عناصر با شدت میدان بالا (LILE)ها نسبت به HREEها و HFSEها نشان می‌دهند که با ویژگی‌های ماگماهای تولید شده در محیط‌های فرورانش همخوانی دارند.

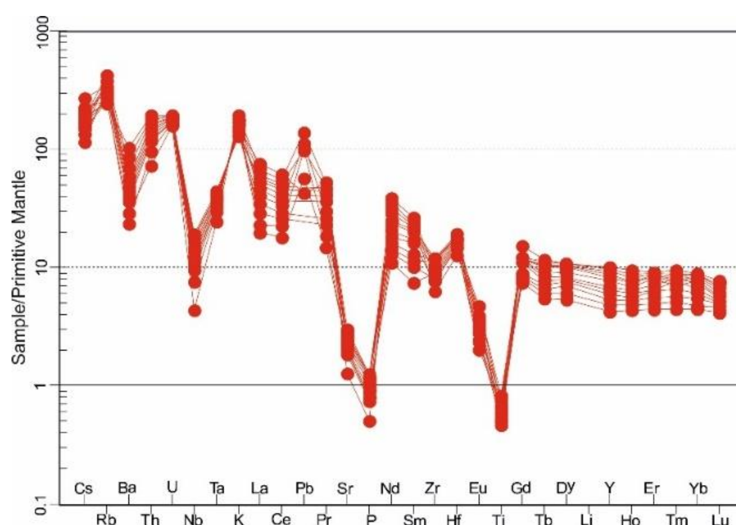


شکل ۱۱ الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۱۸]، برای تعیین اشباع‌شدگی از آلومینیم ماگما، ب) نمودار درصد وزنی K_2O نسبت به SiO_2 [۱۹]، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا جای دارند.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۰].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]



شکل ۱۳ نمودار تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۲].

خاستگاه ماگمای توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته

بر پایه نمودارهای FeO_t/MgO نسبت به $Zr+Nb+Ce+Y$ نسبت به و Na_2O+K_2O در برابر Ga/Al ۱۰۰۰۰[۲۸]، همه نمونه‌های گرانیتی موته در گستره گرانیت‌های نوع S, I, M قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۴ الف و ب). برای جداکردن گرانیت‌های نوع I, S, M از هم، از نمودارهای P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۲۹] و Na_2O نسبت به K_2O [۳۰] استفاده شد (شکل ۱۴ پ و ت). که بر این اساس، گرانیت‌های موته از نوع گرانیت-های S هستند (شکل ۱۴ پ و ت). پیش‌تر اشاره شد که این گرانیت‌ها شواهد صحرایی روشنی از نوع S بودن ندارند (نبود تورمالین‌زایی و یا حضور برونبوم‌های رسوبی). همچنین در مقاطع میکروسکوپی نیز، این گرانیت‌ها بدون گارنت و سایر کانی‌های آلومینیوم‌دار هستند و تنها نبود کانی‌های مافیک چون آمفیبول، پیروکسن و حضور کم میکاها تا حدی نشانگر S بودن آن‌هاست، اما با استفاده از داده‌های زمین شیمیایی نوع Sبودن این گرانیت‌ها تایید می‌شود.

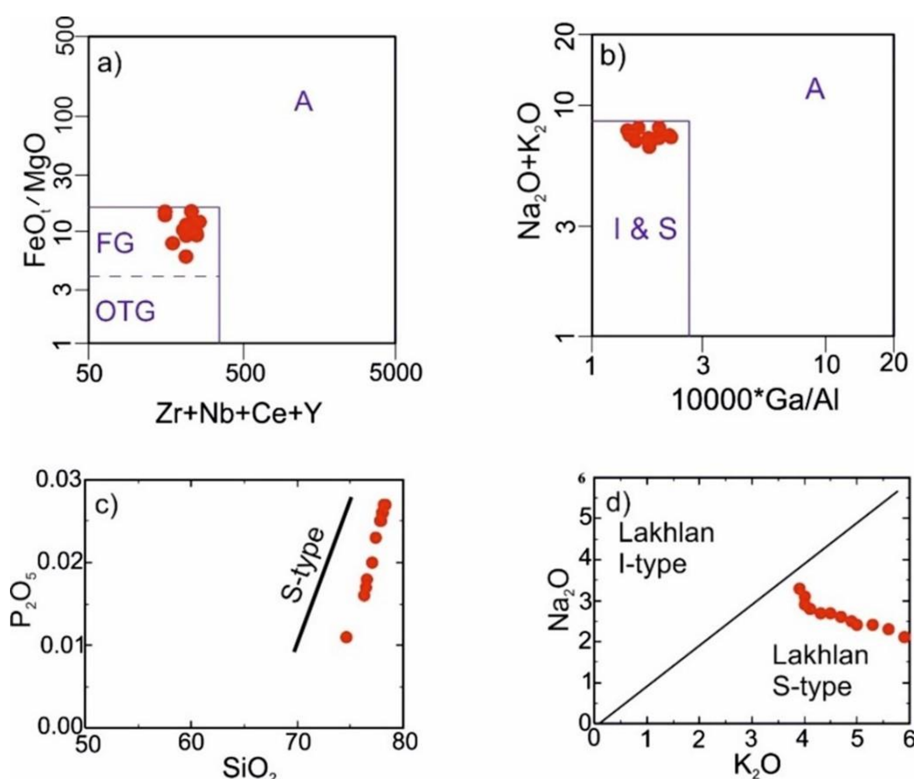
لوکوگرانیت‌های موته پرآلومین هستند و مقدار Rb بالا و Sr پایینی دارند که خاستگاه پوسته‌ای آن‌ها را تایید می‌نماید. همچنین، سنگی با ترکیب مافیک یا حتی برونبوم‌های مافیک در همراهی یا درون گرانیت‌های موته در رخنمون‌ها دیده نشد و ترکیب این سنگ‌ها به مذاب‌های با سیلیس بالا محدود می-شود. این امر احتمال نقش فرایند جدایش بلوری از یک ماگمای گوشته‌ای در تولید این سنگ‌ها را رد کرده و در مقابل احتمال ذوب بخشی یک خاستگاه پوسته‌ای برای تولید مذاب سنگ‌های موته را تقویت می‌نماید. برای تعیین ترکیب منبع رسوبی خاستگاه لوکوگرانیت‌های موته از نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۳۱، ۳۲] استفاده شد (شکل ۱۵ الف). بر این اساس، منبع تولید ماگماهای گرانیتی موته همگن و یکنواخت نبوده است و به‌نظر می‌رسد که از ذوب بخشی ترکیبی از سنگ‌های رسوبی پسامیتی و پلیتی دگرگونه تشکیل شده‌اند. همچنین بر پایه $CaO/MgO+FeO_t$ نسبت به K_2O/Na_2O [۳۳] نیز، سنگ‌های گرانیتی موته برآمده از ذوب بخشی دو منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه هستند (شکل ۱۵ ب).

جایگاه زمین‌ساختی ماگمای توده‌های نفوذی شمال و شمال غرب موته

برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی موته از نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Y+Nb [۳۴] استفاده شد (شکل‌های ۱۶ الف و ب). چنان که در شکل ۱۶ الف دیده می‌شود، نمونه‌های موته در گستره (گرانیت‌های قوس آتشفشانی(VAG) و گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد) قرار دارند. در شکل ۱۶ برای تفکیک گرانیت‌های قوس آتشفشانی از گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد، نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های قوس آتشفشانی (در بخش‌های بالایی با جدایش‌یافتگی بیشتر) قرار دارند. در نمودارهای Yb نسبت به Th/Ta و Ta نسبت به Th [۳۵]، نمونه‌های موته در گستره حاشیه فعال قاره‌ای واقع هستند (شکل‌های ۱۶ پ و ت).

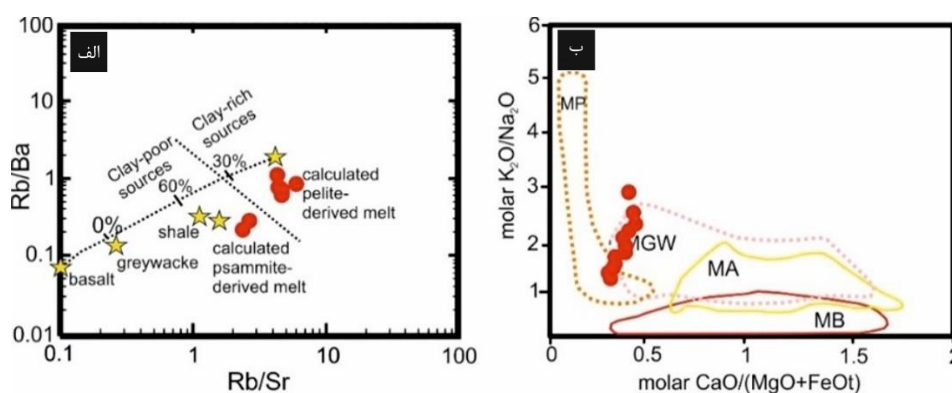
[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

توده‌های نفوذی موته وابسته به نئوپروتروزوییک از کهن‌ترین نفوذی‌های ایران هستند که درون سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر جایگیری نموده‌اند. در مورد محیط زمین‌ساختی توده‌های این زمان، نظرهای گوناگونی ارائه شده است، از جمله مدل کشش پوسته‌ای در ارتباط با کافت [۳۶-۳۸]، مدل زمین ساختی کافت عقیم [۳۹] و مدل تشکیل کمان ماگمایی در این زمان در مرز همگرای اقیانوس پروتوتتیس و شمال ابرقاره گندوانا [۴۰]. گرانیت‌های موته از نوع گرانیت‌های S و پرآلومین هستند. غنی‌شدگی نسبی از LREEها و LILEها نسبت به HREEها و HFSEها در این توده‌ها که در نمودارهای عنکبوتی با شیب ملایمی به‌سمت آنها کشیده می‌شوند، بی‌هنجاری‌های منفی Nb,Ta همراه با غنی‌شدگی Th، همه گویای تشکیل این توده‌های نفوذی در محیط فرورانش هستند. برپایه نمودارهای زمین شیمیایی، گرانیت‌های موته در یک محیط زمین‌ساختی در ارتباط با کمان ماگمایی در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۱۶). ایران، ترکیه و بخش‌هایی از مرکز و غرب اروپا، بخشی از کمان ماگمایی کادومین بوده‌اند که در شمال ابرقاره گندوانا قرار داشته‌اند [۴۱]. فعالیت ماگمایی این کمان در ارتباط با فرورانش سنگ کره اقیانوسی پروتوتتیس به زیر این سرزمین‌های وابسته به کادومین بوده است که در حال حاضر قطعه‌هایی از این کمان ماگمایی به‌صورت همتافت‌های دگرگونی و آذرین نئوپروتروزوییک پایانی-کامبرین در ایران و ترکیه رخنمون دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با سن تبلور توده‌های لوکوگرانیتی موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که پی‌سنگ بلورین پوسته قاره‌ای ایران نامیده می‌شوند. بر پایه نظر بسیاری از پژوهشگران [۲۸، ۴۲-۴۴] در محیط‌های فرورانش سنگ کره اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، به‌دلیل فراهم شدن شرایط مناسب فشار، دما و حضور سیال‌های آزاد شده از تختال فرورو، امکان حضور گرانیت‌های نوع S, I, A وجود دارد. در این محیط‌ها گرانیت‌های نوع S به‌طور عمده از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید می‌شوند.

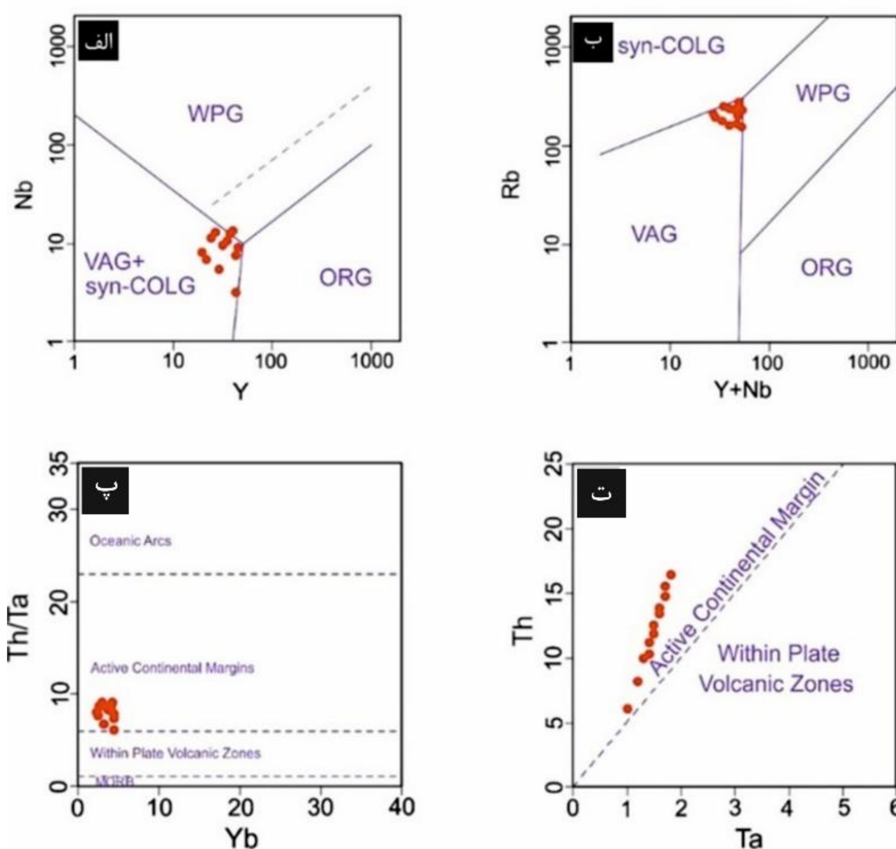


شکل ۱۴ نمودارهای تعیین کننده نوع گرانیتوییدها: الف و ب) نمودارهای دوتایی FeO_t/MgO نسبت به Zr+Nb+Ce+Y و Na_2O+K_2O و نسبت به Ga/Al [۲۸] برای تفکیک گرانیتوییدهای نوع A از I و S و M، پ و ت) نمودارهای P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۲۹] و Na_2O نسبت به K_2O [۳۰] برای تفکیک گرانیتوییدهای نوع I از S.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]



شکل ۱۵ نمودارهای تعیین‌کننده منبع ماگمای توده‌های نفوذی گرانیتی موته: الف) نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr[۳۱، ۳۲] که نشان‌دهنده منحنی آمیختگی مذاب‌های برآمده از سنگ‌های بازالتی و رسی است، ب) نمودار مولار $CaO/(FeO_t+MgO)$ نسبت به مولار K_2O/Na_2O [۳۳]، که این نیز منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه را برای لوکوگرانیت‌های موته تایید می‌نماید.



شکل ۱۶ الف و ب) جایگاه توده‌های نفوذی موته در نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Y+Nb [۳۴]، پ و ت) جایگاه زمین‌ساختی توده‌های مورد بررسی در نمودارهای مقادیر Yb نسبت به Th/Ta و Ta نسبت به Th [۳۵].

برداشت

در شمال و شمال غرب موته، توده‌های نفوذی لوکوگرانیتی به درون آمفیبولیت‌ها، میکاشیست‌ها و گنیس‌های نئوپروتروزوئیک در همتافت دگرگونی موته-گلپایگان در مرکز پهنه سنندج-سیرجان نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها اغلب به شدت زمین ساخته بوده و به‌صورت خرد و شکسته شده و تنش آواری دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی این لوکوگرانیت‌ها را کوارتز و فلدسپارها (بیشتر فلدسپارهای قلیایی و کم‌تر پلاژیوکلازها)

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

تشکیل داده‌اند و از کانی‌های فرومنیزین تنها در برخی نمونه‌ها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به صورت ثانویه) حضور دارند. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها از سه نمونه گرانیتی موته نشان‌دهنده زمان تبلور این توده‌ها در نئوپروتروزوییک است. از نظر ویژگی‌های زمین شیمیایی، این سنگ‌ها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیتوییدهای آهن‌دار نوع S جای دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل توده‌های موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن، لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی رسی و پسامیتی دگرگونه، در نتیجه تزریق مذاب‌های گوشته‌ای تولید شده‌اند.

قدردانی

از سرکار خانم دکتر منیره پشتکوهی به‌خاطر همراهی در برداشت‌های صحرایی صمیمانه تشکر می‌نماییم.

مراجع

[1] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., *"The Golpayegan quadrangle map (scale 1:250,000)",* Geological survey of Iran, Tehran (1967).

[2] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., *"Explanatory text of the Golpayegan Quadrangle Map 1:250,000"*, Geological survey of Iran, Tehran, (1968).

[3] Noorbehesht I., Sharifi M., *"Petrogenesis of Muteh Granitoids"*, 1st Symposium of Geological Society of Iran papers, (in Persian) (1997).

[4] Rashidnejad-Omran N., Emami M.H., Sabzehi M., Rastad E., Belon H., Pique A., *"Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj Sirjan (Iran méridional)"*, Comptes Rendus-Géoscience 334 (2002) 1185-1191.

[5] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., *"U–Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Tectonophysics 451 (2008) 71-96.

[6] Ghassemi M.R, Sahandi M.R, Karimi H.R., *"Delijan geological map 1:100000"*, Geological Survey of Iran, Tehran, (2021).

[7] Aghanabati A., *"Major sedimentary and structural units of Iran",* Geosciences 7, Geological Survey of Iran, (1998).

[8] Hessami K.h., Jamali F., Tabassi H., *"Major active faults of Iran",* International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), (2003).

[9] Shelly D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope"*, Chapman and Hall, London, (1993).

[10] Hibbard, M.J., *"Petrography to petrogenesis"*, Prentice Hall, (1995).

[11] Vernon R.H., *"A practical guide to rock microstructure"*, Cambridge University Press, Cambridge (2004), doi:10.1017/CBO9780511807206.

[12] Eggleton R.A., "The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts", American Mineralogist. 64 (1979) 906-911.

[13] Eggleton R.A., Buseck P.R., *"The orthoclase-microcline inversion: A high-resolution TEM study and strain analysis"*, Con. Min. Petrol. 74 (1980) 123-133.

[14] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M., *"Submagmatic microfractures in granites"*, Geo. 20 (1992) 35-38.

[15] Fitzgerald J.G., McLaren A.C., *"The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites",* Con. Min. Petrol. 80 (1982) 219-229.

[16] Pei F., Xu W., Yang D., Zhao Q., Liu X., Hu Z., *"Zircon U-Pb geochronology of basement metamorphic rocks in the Songliao Basin",* Chinese Sci. Bull. 52 (2007) 942-948.

[17] De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., *"A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analysesd its relationships with current nomenclature"*, Chemical Geology 29 (1980) 183-210, doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.

[18] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Sci Rev 37 (1994) 215-224.

[19] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., *"A geochemical classification for granitic rocks"*, Journal of Petrology 42 (11) (2001) 2033-2048.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

[20] Maniar P.D., Piccoli P.M., *“Tectonic discrimination of granitoids”*, Geological Society American Bulletin 101 (1989) 635-643.

[21] Peccerillo R., Taylor S.R., *“Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey”*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 (1976) 63-81, doi:10.1007/BF00384745.

[22] Sun S.S., McDonough W.F., *“Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes”*, Geol. Soc. Spec. Publ. 42 (1989) 313-345.

[23] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.Z., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., *“Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic chemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic”*, Lithos 67 (2003) 191-204.

[24] Tapper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., *“Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity”*, Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 333-351, doi: 10.1029/95JB03463.

[25] Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R. L., *“Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust”*, Chemical Geology 165 (2000) 197-213.

[26] Patchett P.J., Chase C.G*., “Role of transform continental margins in major crustal growth episodes”*, Geology 30 (2002) 39-42, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0039:ROTCMI>2.0.CO;2.

[27] Swain G., Barovich K., Hand M., Ferris G., Schwarz M., *“Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton”*, Precambrian Research 166 (2008) 283-296.

[28] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., *“A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis”*, Contribution to Mineralogy and Petrology 96 (1987) 407-419.

[29] Chappell B.W., White A.J.R., *“I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt”*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83(1-2) (1992) 1-26.

[30] White A.J.R., Chappell B.W., *“Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia”*, In: Roddick, J. A. (ed.) Circum-Pacific plutonic terranes. Geological Society of America, Memoir159 (1983) 21-34.

[31] Patiño-Douce A.E., Harris N., *“Experimental constraints on Himalayan anatexis”*, Journal of Petrology 39 (1998) 689-710.

[32] Sylvester P.J., *“Post-collisional strongly peraluminous granites”*, Lithos 45 (1998) 29-44.

[33] Altherr R., Holl A., Hegner E., *“High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)”*, Lithos 50 (2000) 51-73.

[34] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *“Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks”*, Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[35] Schandl E.S., Gorton M.P., *“Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments”*, Economic Geology 97 (2002) 629-642, doi:10.2113/97.3.629.

[36] Emami M.H., *“Magmatism in Iran” (in Persian)*, Geological Survey of Iran, Tehran, (2000).

[37] Berberian M., King G.C.P., *“Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran”*, Can. J. Earth Sci. 18 (1981) 210-265.

[38] Samani B.A., *“Metallogeny of the Precambrian in Iran”*, Precambrian Resource 39 (1988) 85-106.

[39] Talbot C.J., Alavi M., *“The Past of a Future Syntaxis across the Zagros”*, In: Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I., Eds., Salt Tectonics 100, Special Publications, Geological Society, London, (1996) 89-109, doi:10.1144/gsl.sp.1996.100.01.08.

[40] Ramezani J., Tucker R.D., *“The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics”*, American Journal of Science 303(7) (2003) 622-665.

[41] Stampfli G., *“Tethyan Oceans”*. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A., Eds., Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society of London, Special Publication, London, (2000) 1-23, doi:10.1144/gsl.sp.2000.173.01.01.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

[42] Wilson M., *“Igneous Petrogenesis”*, Chapman and Hall, London, (1989).
[43] Pitcher W.S., *“The nature and origin of granite”*, Blackie Academic and Professional Edition. Shopman and Hall, London, (1993), doi:10.1007/978-94-017-3393-9.
[44] King S.D., *“Subduction zones: Observations and geodynamic models”*, Physics of The Earth and Planetary Interiors 127(1-4) (2001) 9-24.